

## بررسی انرژیکی ارتباط نوسان اطلس شمالی (NAO) و گردش بزرگ مقیاس و ردسپهر در جنوب غرب آسیا

محمدعلی نصرافهانی<sup>۱\*</sup>، فرهنگ احمدی گیوی<sup>۲</sup> و علیرضا محب‌الحجه<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۷/۱۰/۸، پذیرش نهایی: ۸۸/۷/۲۱)

### چکیده

تغییر انرژی جنبشی پیچکی با زمان متأثر از چندین عامل واداشت نظیر همگرایی شار آزمین‌گرد، همگرایی شار کل انرژی، تبدیل کُرفشاری و تبدیل فشاروردی است. در این تحقیق با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR توزیع میانگین همادی این عوامل واداشت همراه با تولید انرژی پتانسیل در دسترس پیچکی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی نوسان اطلس شمالی (NAO) در ناحیه مدیترانه و خاورمیانه بررسی شده است. از آنجاکه در میانگین‌گیری زمانی جملات واداشت، بخشی از مقادیر مثبت و منفی با یکدیگر خنثی می‌شوند، علاوه بر میانگین‌گیری کلی، به طور جداگانه میانگین مقادیر مثبت و منفی این جملات نیز محاسبه و تفسیر شده است.

نتایج نشان می‌دهد که میانگین انرژی جنبشی پیچکی در ناحیه‌ی مدیترانه در دو فاز NAO تفاوت چندانی ندارد، ولی با حرکت به سمت شرق، مقدار آن در فاز مثبت زیادتر می‌شود. همچنین بزرگی همه جملات محاسبه شده در فاز مثبت در این ناحیه، بیشتر از فاز منفی است. جمله تبدیل کُرفشاری در عرض‌های بالاتر دارای مقادیر بیشتری است ولی در نواحی جنب حاره‌ای، جمله تبدیل فشاروردی چیره است. بیشینه مقادیر این جمله در شمال محور جت جنب حاره به صورت دو سلول مجزا در غرب ایران و مرکز مدیترانه قرار گرفته و کمینه آن در جنوب محور جت و روی دریای سرخ دیده می‌شود، به گونه‌ای که بزرگی همه این مراکز در فاز مثبت بزرگ‌تر از فاز منفی است.

بردار شار انرژی نشان‌دهنده انتقال انرژی از غرب اقیانوس اطلس و شمال اروپا به ناحیه مدیترانه است که در فاز مثبت مقدار آن کمتر است. در مرکز دریای مدیترانه، ناحیه واگرایی انرژی دیده می‌شود و مقدار آن در فاز مثبت به مراتب بزرگ‌تر از فاز منفی است. وجود ناحیه واگرایی در این ناحیه نشانگر وجود یک منبع قوی انرژی جنبشی پیچکی در این ناحیه است. جهت بردارهای شار آزمین‌گرد نیز نشانگر انتقال انرژی از این ناحیه به سمت جنوب شرق است، به طوری که در فاز مثبت یک ناحیه همگرا روی دریای سرخ و شمال شرق آفریقا به روشنی دیده می‌شود. بزرگی این ناحیه همگرا در فاز مثبت بیش از فاز منفی است و می‌تواند دلیل تشدید جت جنب حاره در فاز مثبت باشد. همچنین از الگوی جمله تولید کُرفشاری چنین بر می‌آید که ارتباط منطقه چرخندزای مدیترانه با مسیر توفان اطلس در فاز مثبت NAO ضعیف‌تر است.

واژه‌های کلیدی: شار انرژی، تبدیل فشاروردی، تبدیل کُرفشاری، جریان‌های جتی، خاورمیانه، نوسان اطلس شمالی

## An energetic study of the relation between NAO and the large-scale tropospheric flow in South West Asia

Nasre Esfahani, M. A.<sup>1</sup>, Ahmadi- Givi, F.<sup>2</sup> and Mohebalhojeh, A. R.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student of Meteorology, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 28 Dec 2008, Accepted: 13 Oct 2009)

## Abstract

Previous studies show that the North Atlantic Oscillation (NAO) is the dominant mode of variability in the northern hemisphere winter with marked climatic effects on its downstream regions. In this article the effects of some important forcing terms in the time tendency equation of the Eddy Kinetic Energy (EKE) in critical positive months (CPM) and critical negative months (CNM) of the NAO are studied using NCEP/NCAR reanalysis data. The data covered span the years 1950-2005 for the winter months (December to February). The critical months are defined on the basis of the monthly index of NAO and include 29 CPM and 33 CNM. The selected forcing terms include baroclinic conversion (BCC), barotropic conversion (BTC), convergence of total energy flux (CTF) and ageostrophic flux (CAF). The ensemble mean of vertical average of these forcing terms as well as the baroclinic generation (BCG) term, representing the generation of available potential energy, are computed over an area from 0 to 90E and 20N to 70N for CPM and CNM. In addition to the usual ensemble mean, to avoid cancellation, separate averages are also taken of the positive and negative values of the foregoing quantities.

The results indicate that there is no considerable difference in the amount of EKE between CPM and CNM in the Mediterranean region. However, moving eastward, the values of EKE become greater in the CPM than in the CNM in such a way that the difference between the two reaches its maximum over the South West of Iran. In the CPM, all of the computed forcing terms are larger than in the CNM. This is particularly true for the extreme. The largest values of BCG are observed in high latitudes with two distinct centers of maxima for the CPM and CNM. In the Mediterranean region, the average over the positive values of the BCG shows greater values in CPM, whereas the average over the negative values shows negligible differences between CPM and CNM. Despite the greater generation of available potential energy in the Mediterranean region in CPM, it seems that the other terms act in such a way as to make the mean EKE nearly equal in the CPM and CNM.

In the Mediterranean region and the Middle East, the BTC is the dominant forcing term in EKE production. The comparison of the distribution of BTC and the situation of 300-hPa subtropical jet shows that the two maxima centers of BTC (in the west of Iran and the central Mediterranean) are located in the north of the subtropical jet. The minimum values of BTC are observed in the Red Sea in the south of the subtropical jet in winter. The interesting point is that the magnitude of the BTC term in CPM is greater than CNM, coinciding with a stronger subtropical jet. This fact points to a direct relation between the magnitude of BTC and the intensity of the subtropical jet.

The maps of the ensemble mean of the negative and positive values of energy flux show the same pattern in CNM while some differences are observed in CPM. In the central Mediterranean region, there is energy divergence in both phases of NAO which is stronger in CPM. The direction of energy flux vectors indicates that energy radiated from the central Mediterranean region is transferred southeastward to an energy flux convergence over northeastern Africa and the Red Sea. This convergence is stronger and more extensive in CPM. Converting EKE to the zonal mean kinetic energy by the BTC in this area can be responsible for the observed stronger subtropical jet in CPM. In other words, the presence of a strong energy divergence in the central Mediterranean can be a significant source of energy for eastward travelling tropospheric disturbances in CPM.

The pattern of BCG shows considerable conversion of zonal mean available potential energy to eddy available potential energy in cyclogenesis centers in the Mediterranean region as well as in the west and east of Iran. The comparison of BCG in the two phases of NAO indicates that the connection of the Mediterranean storm track to the Atlantic

storm track is weaker in CPM compared to the CNM. This means that in CPM, the Mediterranean storm track can act as a distinct center of action much in the same way as the Pacific and Atlantic storm tracks.

**Key words:** Baroclinic conversion, Barotropic conversion, Energy flux, Jet stream, Middle-East, North Atlantic Oscillation

## ۱ مقدمه

انرژی از ناحیه پادجریان سوی بسته موج به طرف جریان سوی آن، ناههایی در جریان سو شکل گرفته و در همین زمان ناهه‌های واقع در پادجریان سو ضعیف می‌شوند. این ویژگی در یک قطار موج با سرعت گروه شرق سو قابل مشاهده است. نتایج چنگ (۱۹۹۹) و حکیم (۲۰۰۳) نشانگر آن است که هم‌دوسی بیشتر این بسته‌موج‌ها در امتداد نواری است که از شمال آفریقا تا جنوب آسیا و در ادامه، به سمت مسیر توفان اقیانوس آرام کشیده شده است و با قطع امریکای شمالی به مرکز اقیانوس اطلس شمالی می‌رسد. بیشینه این هم‌دوسی در جنوب آسیا رخ می‌دهد. ارلانسکی و چنگ (۱۹۹۳) تکوین جریان سوی ناهه‌ها در بسته‌موج‌ها را از دیدگاه انرژی مورد بررسی قرار دادند و روشن ساختند که ابتدا تبدیل کُرفشاری انرژی (تبدیل انرژی پتانسیل در دسترس پیچگی به انرژی جنبشی پیچگی) سبب رشد پریشیدگی‌های موجود می‌شود و سپس این پریشیدگی‌ها موجب تکوین پریشیدگی‌های جدید در پایین دست جریان می‌شوند. آنچه که عامل تکوین ناهه‌های پایین دست جریان در امواج کُرفشار می‌شود همگرایی شارهای ژئوپتانسیلی آزمین گرد است که از ناهه‌های بالادست تابش می‌شود. چنگ (۱۹۹۳) نشان داد در غرب اقیانوس آرام که ناپایداری کُرفشاری بسیار زیادی وجود دارد، امواج، بیشتر به دلیل تبدیل کُرفشاری رشد می‌کنند و در زمان بلوغ، با شارهای ژئوپتانسیلی آزمین گرد شروع به تابش انرژی به پایین دست ناهه می‌کنند. این موضوع سبب تضعیف موج موجود و رشد یک موج جدید در پایین دست آن می‌شود،

یکی از مناطق عمده که در فصل زمستان نیمکره شمالی چرخندهای متعددی در آن شکل می‌گیرد و مورد توجه پژوهشگران است، منطقه مدیترانه است. هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲) با استفاده از چندین کمیت هواشناختی، مسیر چرخندهای گذرا در نیمکره شمالی را مورد بررسی قرار دادند و منطقه مدیترانه را به منزله ناحیه‌ای که در فصل زمستان، سامانه‌های همدیدی گوناگونی در آن شکل می‌گیرد و به سمت شرق حرکت می‌کند و در نهایت از بین می‌رود، شناسایی کردند. آنها به این نتیجه رسیدند که در غرب دریای مدیترانه یک ناحیه چرخندزا و در شرق آن و خاورمیانه یک ناحیه چرخندزا وجود دارد. تریگو و همکاران (۲۰۰۲) نیز اقلیم چرخندزایی در ناحیه مدیترانه را بررسی کردند و سه منطقه فعال چرخندزا در فصل زمستان را نشان دادند. نتایج آنها حاکی از آن است که چرخندهایی که در این ناحیه شکل می‌گیرند، معمولاً دارای مقیاس فروهمدیدی‌اند و بیشتر تحت تأثیر از سامانه‌های همدیدی اقیانوس اطلس، به دلیل ناهمواری‌ها یا کُرفشاری سطحی در ساحل شمالی دریای مدیترانه آغاز می‌شوند.

موضوع ارتباط چرخندزایی مدیترانه با امواجی که از اقیانوس اطلس به سمت شرق انتشار می‌یابند نیز در سال‌های اخیر مورد توجه برخی از پژوهشگران بوده است (برای نمونه: چنگ، ۱۹۹۹؛ حکیم، ۲۰۰۳). چنگ (۱۹۹۹) روشن ساخت که در بیشتر مناطق نیمکره شمالی در فصل زمستان، امواج متوسطی با عدد موج ۵ تا ۸ دارای ویژگی تکوین جریان سو هستند. این به آن معنا است که با شار

شده است. داده و روش کار در بخش ۳ توضیح داده شده و بخش‌های ۴ و ۵ به بحث نتایج حاصل از این تحقیق اختصاص داده شده‌اند. در بخش ۶ نیز خلاصه نتیجه‌گیری مقاله حاضر آورده شده است.

## ۲ مبانی نظری

معادله گرایش انرژی جنبشی پیچکی برای جرم واحد،  

$$K = \frac{1}{2} \mathbf{V}' \cdot \mathbf{V}'$$
 به آسانی با استفاده از معادله تکانه افقی به دست می‌آید و به صورت زیر نوشته می‌شود (چنگ، ۲۰۰۱):

$$\frac{\partial}{\partial t} k = -\nabla \cdot (\mathbf{V}k - \nabla \cdot \mathbf{V}_a \phi') - \omega' \alpha' - \mathbf{V}' \cdot (\mathbf{V}'_3 \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{V}} + \mathbf{V}' \cdot (\mathbf{V}'_3 \cdot \nabla_3) \mathbf{V}' \quad (1)$$

که در آن علامت " $\bar{[]}$ " میانگین زمانی (در اینجا میانگین فصلی)، علامت پریم (Prime) معرف انحراف از میانگین فصلی (مؤلفه پیچکی)،  $\mathbf{V}$  سرعت افقی،  $\omega$  سرعت قائم،  $\phi$  ارتفاع ژئوپتانسیلی و  $\alpha$  حجم ویژه است. در این رابطه بردارها و عملگرها در سه‌بعد با اندیس ۳ و در افق بدون اندیس نشان داده شده‌اند. اندیس  $a$  نشانگر مؤلفه آزمین‌گرد باد است که برای محاسبه آن ابتدا مقدار زمین‌گرد باد با استفاده از ارتفاع ژئوپتانسیلی به دست می‌آید و سپس اختلاف باد واقعی با باد زمین‌گرد در حکم باد آزمین‌گرد در نظر شده است. عبارت  $Res$  نیز به منزله باقی‌مانده، شامل اثراتی از قبیل اصطکاک و خطای ناشی از درون‌یابی است.

جمله اول سمت راست رابطه (۱) شامل همگرایی شار فرارفتی انرژی و شار آزمین‌گرد ارتفاع ژئوپتانسیلی است که مجموع آنها شار کل انرژی نامیده می‌شود. در مناطقی که هریک از این دو دارای مقادیر مثبت (منفی) باشند، همگرایی (واگرایی) انرژی رخ می‌دهد و اثر مثبت (منفی)

به‌طوری‌که در شرق اقیانوس آرام امواج، بیشتر به دلیل همگرایی شار انرژی در پایین‌دست امواج موجود رشد می‌کنند. احمدی گیوی و همکاران (۱۳۸۴) نیز با بررسی انرژیستیک بسته‌موج‌های کژفشار فوریه سال ۲۰۰۳ در نیمکره شمالی، نتیجه گرفتند که به هنگام رشد اولیه ناوه‌ها در یک بسته‌موج، همگرایی شار انرژی، نقش مهمی نسبت به تبدیل کژفشاری و فشاروردهی انرژی دارد. همچنین روشن ساختند که در همه مواردی که گسترش ناوه‌ها تحت تأثیر پاشندگی بسته‌موج‌های پادجریان‌سو بوده است، تبدیل کژفشاری، عامل مهمی برای تغییر انرژی در دوره بلوغ و میرایی چرخه زندگی یک ناوه است.

نتایج تحقیقاتی که در بالا اشاره شد نشانگر آن است که شمال آفریقا و جنوب غرب آسیا، محل گذر بسته‌موج‌های کژفشار است و شار انرژی از پادجریان‌سوی بسته‌موج به جریان‌سوی آن، عامل تقویت سامانه‌های چرخند در جریان‌سوی بسته‌موج است. از آنجا که مسیر جریان جتی اقیانوس اطلس و ناحیه مسیر توفان آن متأثر از نوسان اطلس شمالی (NAO) است و در دو فاز مثبت و منفی NAO به سمت شمال و جنوب جابه‌جا می‌شود، انتظار می‌رود که مسیر گذر بسته‌موج‌های کژفشار در شرق این منطقه نیز دچار تغییر شود. با توجه به اینکه ناحیه چرخندزای مدیترانه در مسیر حرکت شرق‌سوی بسته‌موج‌های کژفشار از اقیانوس اطلس است، تغییر مسیر آنها می‌تواند چرخندزایی در منطقه مدیترانه را از جهات گوناگون متأثر کند که این تاکنون کمتر مورد بررسی قرار گرفته است. هدف اصلی مقاله حاضر، بررسی تفاوت تکوین جریان‌سو در منطقه مدیترانه در دو فاز مثبت و منفی NAO است. این کار با محاسبه جملات معادله انرژی در این ناحیه و بررسی اختلاف آنها در زمان‌هایی که شاخص NAO دارای مقادیر بحرانی مثبت و منفی است، صورت می‌گیرد.

در بخش ۲ این مقاله به مبانی نظری مسئله پرداخته

جلوگیری می‌شود. میزان تبدیل مستقیم انرژی پتانسیلی در دسترس میانگین به انرژی جنبشی میانگین در عرض‌های میانی، منفی و بسیار کوچک است. بنابراین سازوکار اصلی بقای انرژی جنبشی میانگین در عرض‌های میانی، تبدیل انرژی پتانسیلی در دسترس پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی (تبدیل کژفشاری) است. میانگین زمانی معادله مربوط به انرژی کل پیچکی (مجموع انرژی پتانسیلی در دسترس پیچکی و انرژی جنبشی پیچکی):

$$E = -\frac{\bar{\alpha}}{2\bar{\theta}} \theta'^2 / \frac{d\bar{\theta}}{dp} + k$$

نوشت (چنگ، ۲۰۰۲):

$$\frac{\partial}{\partial t} \bar{E} = -\nabla \cdot (\overline{VE + V'_a \phi'}) + \frac{\bar{\alpha}}{\bar{\theta}} \frac{\overline{V'\theta'}}{\left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}\right)} \cdot \nabla \bar{\theta} -$$

$$\overline{V' \cdot (V' \cdot \nabla) \bar{V}} - \text{diss} + \text{diab}$$

(۲)

که در آن " $\bar{[]}$ " میانگین زمانی کمیت مربوطه و علامت پریم انحراف از آن را نشان می‌دهد. در این رابطه  $\theta'$  دمای پتانسیلی پیچکی،  $\bar{\theta}$  میانگین افقی دمای پتانسیلی در شبکه مورد بررسی،  $\bar{\alpha}$  میانگین زمانی حجم ویژه و سایر کمیت‌ها همانند رابطه (۱) هستند. در سمت راست معادله بالا، جمله اول همگرایی شار انرژی کل (مجموع شار انرژی کل و شار آزمین‌گردی ارتفاع ژئوپتانسیلی) و جمله دوم تولید کژفشاری است که بیانگر میزان تبدیل انرژی پتانسیلی در دسترس میانگین به انرژی پتانسیلی در دسترس پیچکی است. جمله سوم تبدیل فشارورودی و جمله چهارم میرایی مکانیکی است که در رابطه (۱) به شکل جمله باقی‌مانده نشان داده شده است. جمله آخر نیز در این رابطه تولید

بر مقدار انرژی جنبشی پیچکی دارند. جمله دوم مربوط به تبدیل کژفشاری است که تبدیل انرژی پتانسیلی در دسترس پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی را نشان می‌دهد. جمله‌های سوم و چهارم تبدیل فشارورودی است که در آن انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی میانگین شاره تبدیل می‌شود. این تبدیل با جمله سوم به‌طور مستقیم صورت و مقدار آن از ضرب داخلی شار پیچکی تکانه و شیو میانگین مداری تکانه به دست می‌آید. تبدیل انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی میانگین با جمله چهارم به‌طور غیرمستقیم صورت می‌گیرد (ارلانسکی و کاتزفی، ۱۹۹۱) که طی آن ابتدا انرژی جنبشی پیچکی تبدیل به انرژی جنبشی گذرا و سپس به انرژی جنبشی میانگین شاره تبدیل می‌شود. از آنجا که میانگین زمانی این تبدیل ناچیز است، برای رعایت اختصار در این مقاله، از ذکر نتایج آن صرف نظر شده است. جمله پنجم در رابطه (۱)، نشانگر همگرایی فرارفت قائم انرژی جنبشی پیچکی و جمله ششم نشانگر شار قائم انرژی است.

چرخه انرژی در نیمکره شمالی (چرخه انرژی لورنتز (Lorenz)) که منجر به تولید انرژی جنبشی پیچکی می‌شود، دارای چند مرحله است (جیمز، ۱۹۹۵). ابتدا در اثر گرمایش خالص در نواحی استوایی و سرمایش در نواحی قطبی، به عبارت دیگر به دلیل گرادیان نصف‌النهاری میانگین مداری گرمایش دررو در استوا و قطب، میانگین مداری انرژی پتانسیلی در دسترس تولید می‌شود. سپس پیچک‌های کژفشار، سبب انتقال هوای گرم به سمت قطب‌ها و هوای سرد به سمت استوا می‌شود و به این صورت تبدیل انرژی پتانسیلی در دسترس میانگین به انرژی پتانسیلی در دسترس پیچکی رخ می‌دهد. در همین زمان، انرژی پتانسیلی در دسترس پیچکی با انتقال قائم گرما به انرژی جنبشی پیچکی تبدیل و در نهایت، با میرایی انرژی جنبشی پیچکی و تبدیل آن به انرژی جنبشی مداری، از تضعیف جریان مداری میانگین در وردسپهر

دررو است که به صورت جمله باقی مانده قابل محاسبه است.

### ۳ روش کار و داده‌ها

در این مقاله از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR (کالی و همکاران، ۱۹۹۶) از سال ۱۹۵۰ تا سال ۲۰۰۵ میلادی استفاده شده است. تفکیک افقی داده‌ها ۲٫۵ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی و در راستای قائم ۱۷ تراز است که برای ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ گرینویچ در دسترس هستند. داده‌های مورد استفاده شامل فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مؤلفه‌های سرعت در سه راستای متفاوت و دما در منطقه‌ای از ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ تا ۸۰ درجه شمالی است. به دلیل تأثیر بیشتر پدیده NAO در وضعیت جوی در فصل زمستان (والاس، ۱۹۹۶)، فقط ماه‌های سرد سال شامل دسامبر، ژانویه و فوریه بررسی شده‌اند. این ماه‌ها در دوره مورد بررسی، براساس شاخص ماهانه NAO که از مرکز نوآ (NOAA) به دست آمده است، به سه دسته بحرانی مثبت، بحرانی منفی و خنثی تقسیم شده است. برای دسته‌بندی آنها، ابتدا میانگین و انحراف معیار شاخص ماهانه NAO در کل ماه‌های سرد سال از سال ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ محاسبه شده است. سپس ماه‌هایی که شاخص آن از مقدار میانگین به علاوه انحراف معیار بیشتر بوده در حکم ماه‌های بحرانی مثبت و ماه‌هایی که شاخص آن از مقدار میانگین منهای انحراف معیار کمتر بوده است به منزله ماه‌های بحرانی منفی در نظر گرفته شده‌اند. با این روش، ۲۹ ماه بحرانی مثبت و ۳۳ ماه بحرانی منفی به دست آمده است. برای بررسی تغییرات انرژی در ناحیه مورد بررسی، میانگین قائم سه جمله اول سمت راست رابطه (۱) و جمله تولید کژفشاری در رابطه (۲) برای هر ماه تهیه و سپس میانگین همادی (Ensemble) آنها به طور جداگانه برای همه ماه‌های بحرانی مثبت و منفی محاسبه و بررسی شده

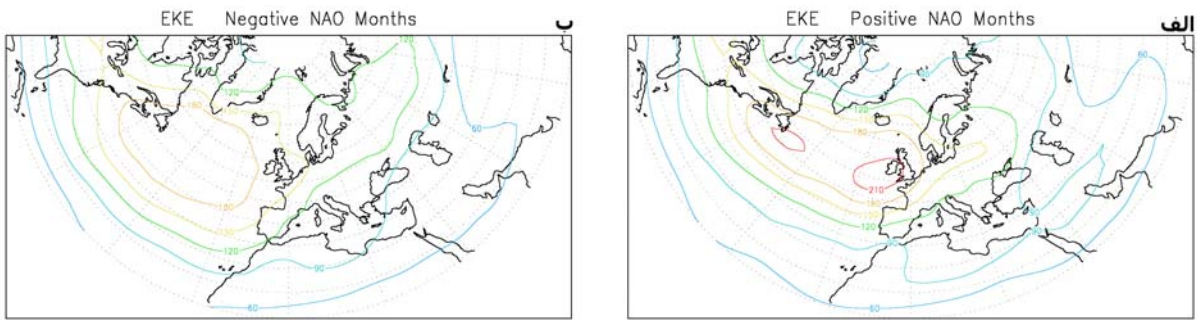
است. محاسبه جمله تبدیل انرژی پتانسیلی در دسترس میانگین به انرژی پتانسیل در دسترس پیچک به منظور مقایسه میزان ناپایداری کژفشاری در فازهای مثبت و منفی NAO صورت گرفته است. میانگین همادی برای یک دوره زمانی طولانی که ویژگی خاصی دارد (برای مثال فاز مثبت بحرانی NAO)، سبب می‌شود اثر آن ویژگی خاص بارز تر شود و بقیه عوامل که تحت تأثیر آن نیستند با عمل میانگین‌گیری حذف شوند. البته روشن است که نتایج حاصل را نمی‌توان به طور کامل به آن ویژگی خاص نسبت داد ولی با توجه به توضیح داده شده می‌توان به آن اعتماد داشت. این مسئله در مقاله نصرافهانی و همکاران (۱۳۸۷) مورد آزمون قرار گرفته است و نتایج حاصل به خوبی با نتایج سایر محققان مطابقت دارند. در بخش ۴ ابتدا توزیع میانگین انرژی جنبشی پیچکی و سپس میانگین جملات ذکر شده در فازهای مثبت و منفی NAO آورده شده است. علاوه بر این میانگین‌گیری کلی، در بخش ۵ نیز نتایج حاصل از میانگین مقادیر مثبت و منفی هریک از جملات بالا به صورت جداگانه اشاره شده است.

### ۴ میانگین کل مقادیر مثبت و منفی جملات انرژی

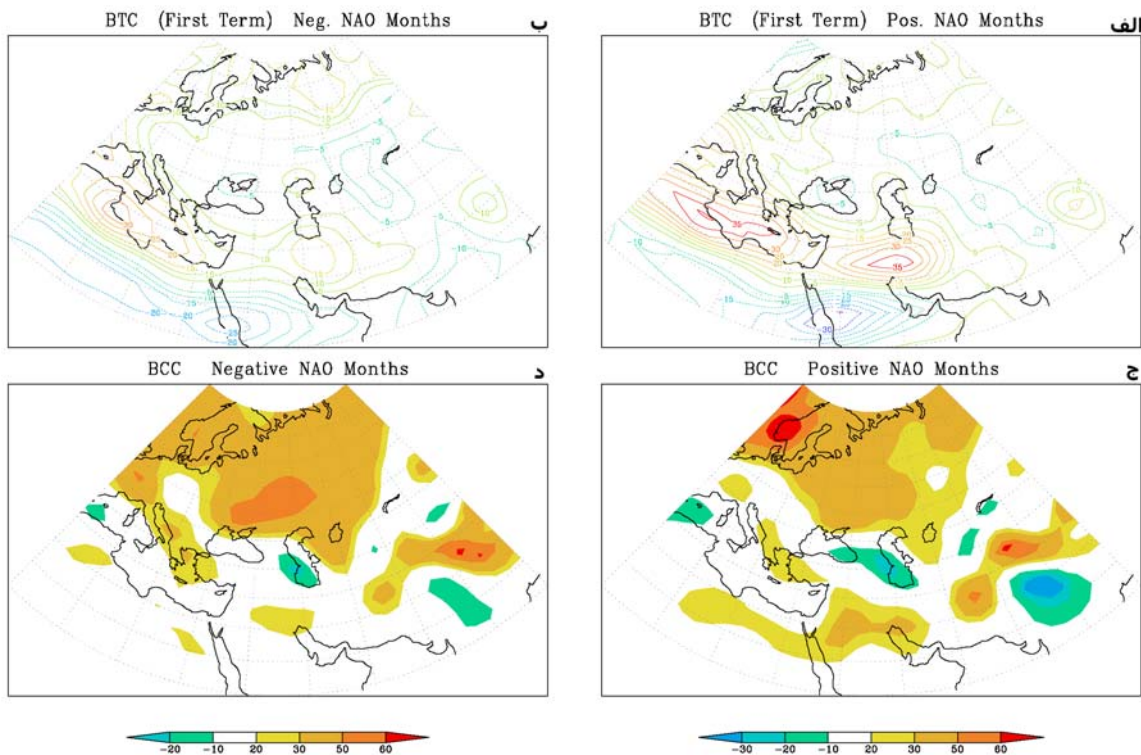
در این بخش توزیع میانگین انرژی جنبشی پیچکی و جملات مؤثر بر گرایش زمانی آن آورده شده است. توزیع انرژی جنبشی پیچکی از ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ تا ۸۰ درجه شمالی برای فازهای بحرانی مثبت و منفی NAO در شکل ۱ آورده شده است. در فاز مثبت NAO (شکل الف)، مقدار انرژی جنبشی پیچکی در ناحیه مسیر توفان اطلس بیشتر از فاز منفی (شکل ب) است و مرکز بیشینه آن تا غرب اروپا نیز دیده می‌شود. در فاز مثبت بیشینه انرژی جنبشی در شرق اقیانوس اطلس و در فاز منفی بیشینه آن در یک ناحیه گسترده در مرکز اقیانوس اطلس وجود دارد که مقدار آن حدود  $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  کمتر از فاز مثبت است. با توجه به شکل،

پیچکی در دو فاز که در جنوب غرب ایران مشاهده می‌شود، با قوی‌تر بودن جت جنب حاره در فاز مثبت NAO (نصرافهانی و همکاران، ۱۳۸۷) همخوانی دارد.

اختلاف اندکی در انرژی جنبشی پیچکی در غرب و مرکز مدیترانه در فازهای مثبت و منفی وجود دارد ولی با حرکت به سمت شرق مقدار این اختلاف افزایش می‌یابد. اختلاف انرژی جنبشی



شکل ۱. توزیع میانگین انرژی جنبشی پیچکی در ماه‌های بحرانی مثبت (شکل الف) و منفی (شکل ب) در شبکه‌ای که از ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ درجه تا ۸۰ درجه شمالی گسترش دارد. بازه پرنندی  $۳۰ \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  است.



شکل ۲. میانگین جمله تبدیل فشاروردی (شکل‌های الف و ب، بازه پرنندی  $۵ \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ) و تبدیل کژفشاری (شکل‌های ج و د) در ماه‌های بحرانی مثبت (شکل‌های الف و ج) و منفی (شکل‌های ب و د) NAO.

زیاد انرژی جنبشی پیچکی به مداری در این ناحیه و تبدیل انرژی پتانسیل در دسترس میانگین مداری به انرژی جنبشی میانگین مداری در سلول هادلی (Hadley) دانست (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹). به نظر می‌رسد که در این ناحیه و در فاز مثبت NAO، سلول هادلی در انتقال تکانه از عرض‌های پایین بهتر عمل می‌کند.

شکل‌های ۲ ج و ۲ د مقدار میانگین جمله تبدیل کژفشاری در دو فاز مثبت و منفی NAO را نشان می‌دهد. همان‌طور که در این دو شکل دیده می‌شود، بیشینه مقدار این جمله در عرض‌های میانی واقع و در نواحی جنب حاره‌ای مقدار آن کمتر است. در فاز مثبت NAO، بیشینه این جمله با مقدار  $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  در شمال شرق اقیانوس اطلس و در فاز منفی بیشینه آن با مقدار  $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  در مرکز اروپا قرار دارد. در جنوب غرب آسیا و ایران، یک ناحیه بیشینه وجود دارد که مقدار آن در فاز مثبت  $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  و در فاز منفی  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  است. در هر دو فاز NAO، در غرب دریای خزر و شرق دریای سیاه یک کمینه نسبی دیده می‌شود که کمتر از  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  است. بیشینه دیگری در منطقه مدیترانه و در امتداد سواحل شمالی، به‌ویژه روی دریای اژه، دریای آدریاتیک و جنوب غرب اروپا قرار دارد که مقادیر آن در فاز منفی بیش از فاز مثبت است.

با دقت در شکل ۲ د ملاحظه می‌شود که در امتداد ساحل شمالی مدیترانه، ناحیه‌ای با مقادیر مثبت جمله تبدیل کژفشاری وجود دارد که به سمت غرب و اقیانوس اطلس کشیده شده است. به دلیل جابه‌جایی مسیر توفان اطلس به عرض‌های جنوبی‌تر در فاز منفی NAO (هارل، ۱۹۹۵)، این ناحیه می‌تواند مربوط به اثر سامانه‌های چرخندی باشد که از اقیانوس اطلس به سمت شرق حرکت می‌کنند. در فاز مثبت NAO، وجود مقادیر مثبت جمله تبدیل کژفشاری در ساحل شمالی مدیترانه، مستقل از مسیر توفان اطلس است. در این فاز، مقادیر بیشینه

میانگین مقادیر جمله تبدیل فشارورودی و کژفشاری در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به شکل‌های ۲ الف و ۲ ب که مربوط به جمله تبدیل فشارورودی‌اند، مقدار این جمله در نواحی جنب حاره‌ای قابل‌ملاحظه ولی در عرض‌های میانی ناچیز است. در منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا، در هر دو فاز NAO، دو ناحیه مثبت و منفی به صورت مجزا وجود دارد که در راستای مداری کشیده شده‌اند. ناحیه مثبت به صورت دو مرکز جدا از هم در شمال جت جنب حاره دیده می‌شود که یکی از آنها در مرکز ایران و دیگری در شمال افریقا واقع است. این الگو در هر دو فاز مثبت و منفی NAO وجود دارد، ولی بزرگی مراکز آنها در فاز مثبت بیشتر است. در فاز مثبت، مرکز واقع بر شمال افریقا حدود  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  و ناحیه واقع بر مرکز ایران حدود  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  بزرگ‌تر از فاز منفی است. جالب توجه آنکه بزرگی مرکز واقع بر ایران در فاز مثبت بیش از دو برابر فاز منفی است.

با توجه به شکل‌های ۲ الف و ۲ ب، روی دریای سرخ ناحیه‌ای دیده می‌شود که میانگین مقدار جمله تبدیل فشارورودی برای آن در هر دو فاز NAO منفی است. کمینه مقدار این ناحیه در فاز مثبت حدود  $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  و در فاز منفی حدود  $25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  است که این نشان‌دهنده مقادیر منفی‌تر در فاز مثبت است. این ناحیه در جنوب جت جنب حاره‌ای قرار دارد و می‌تواند دلیل قوی‌تر بودن این جت در فاز مثبت باشد. چنانچه اشاره شد در شمال جت جنب حاره نیز در هر دو فاز NAO مقادیر مثبت دیده می‌شود که این الگوی مثبت و منفی به دلیل تغییر علامت شیو نصف النهاری باد میانگین در دو طرف جت جنب حاره است، زیرا در جمله تبدیل فشارورودی حاصل ضرب شار تکانه در شیو نصف النهاری باد میانگین سهم زیادی دارد. از دیدگاه همدیدی نیز دلیل این موضوع را می‌توان تبدیل مقادیر



انرژی جنبشی پیچکی می‌شود؛ ولی در فاز مثبت، در این ناحیه همگرایی شار کل انرژی وجود دارد که موجب تقویت انرژی جنبشی پیچکی می‌شود.

با توجه به شکل‌های ۳الف و ۳ب، در جنوب اروپا یک منطقه همگرایی انرژی در هر دو فاز NAO دیده می‌شود که بزرگی مرکز آن در فاز مثبت کمی بیشتر است. بردارهای شار انرژی نشان می‌دهند که در فاز منفی، انرژی از شمال شرق اطلس به این ناحیه منتقل شده است در حالی که در فاز مثبت بردارهای شار انرژی تقریباً راستای مداری دارند و انرژی از غرب اقیانوس اطلس به این ناحیه منتقل می‌شود. در شرق دریای سیاه نیز ناحیه همگرایی انرژی دیده می‌شود که همانند جنوب اروپا، در فاز مثبت، کمی قوی‌تر است. در فاز منفی، بردارهای شار در این ناحیه راستای مداری دارند که این نشانگر آن است که انرژی از سمت غرب و جنوب اروپا به این ناحیه منتقل می‌شود. در فاز مثبت، علاوه بر جنوب اروپا، از مرکز اروپا نیز انرژی به این ناحیه انتقال می‌یابد. همچنین در مرکز مدیترانه یک ناحیه واگرایی انرژی کل دیده می‌شود که در فاز مثبت گسترده‌تری دارد و بزرگی آن بیش از فاز منفی است. در هر دو فاز NAO، بردارهای شار انرژی در این ناحیه راستای مداری دارند و انرژی را به سمت شرق منتقل می‌کنند. این ناحیه واگرایی در مرکز مدیترانه می‌تواند همانند یک چاه انرژی برای سامانه‌های چرخندی باشد که از غرب به شرق حرکت می‌کنند و به عبارت دیگر می‌تواند یک منبع انرژی برای سامانه‌هایی باشد که در شرق این ناحیه شکل می‌گیرند. ناحیه همگرایی انرژی دیگری بین عرض‌های ۲۰ تا ۲۵ درجه شمالی در شمال شرق قاره آفریقا تا جنوب غرب آسیا دیده می‌شود. این ناحیه همگرا در فاز مثبت گسترش بیشتری به سمت جنوب غرب آسیا دارد و بزرگی مرکز آن بیشتر از فاز منفی است (شکل ۳ج). این مسئله بدان معنی است که در فاز مثبت NAO، انرژی بیشتری از

تبدیل کثرفشاری که در شمال غرب اروپا دیده می‌شود در امتداد مسیر توفان اطلس، که در عرض‌های شمالی‌تر واقع و دارای راستای جنوب غربی-شمال شرقی است، قرار دارد. در فاز مثبت NAO، در منطقه خاورمیانه ناحیه‌ای دیده می‌شود که دارای مقادیر مثبت جمله کثرفشاری است (شکل ۲ج). این منطقه قسمت‌هایی از شمال آفریقا، دریای سرخ و نواحی مرکزی و غربی ایران را دربر گرفته و بیشینه مقادیر آن روی کشور عراق و جنوب غرب ایران قرار دارد. از این تفاوت الگو در فازهای مثبت و منفی NAO چنین بر می‌آید که اگرچه چرخندزایی مدیترانه در فاز مثبت قوی‌تر است، ولی ارتباط ضعیف‌تری با مسیر توفان اطلس دارد و یا به عبارت دیگر از سامانه‌هایی که از سمت غرب به شرق حرکت می‌کنند، کمتر متأثر است. در شکل‌های ۲ج و ۲د، در ساحل غربی دریای خزر ناحیه‌ای با میانگین منفی جمله تبدیل کثرفشاری در هر دو فاز NAO دیده می‌شود. این ناحیه در فاز مثبت به سمت غرب گسترش می‌یابد و تا شرق دریای سیاه می‌رسد. وجود مقادیر منفی نشان دهنده تبدیل انرژی جنبشی پیچکی به انرژی پتانسیل در دسترس پیچکی در این ناحیه است.

میانگین همگرایی شار کل و شار آزمین‌گرد در دو فاز NAO به همراه بردارهای شار در شکل ۳ آورده شده است. شکل‌های ۳الف و ۳ب مربوط به همگرایی شار کل در فازهای مثبت و منفی است. در فاز مثبت شار انرژی کل کاملاً راستای مداری دارد و انرژی از شمال شرق اقیانوس اطلس به سوی شمال اروپا منتقل می‌شود (شکل ۳الف). در شکل ۳ب ملاحظه می‌شود که در فاز منفی NAO، جهت بردارهای شار کل از شمال غرب اروپا و شمال شرق اطلس به سوی عرض‌های جنوبی و مرکز اروپا تغییر جهت داده و کاملاً الگوی آن با فاز مثبت متفاوت است. همچنین در فاز منفی، در شمال اروپا واگرایی شار کل وجود دارد که سبب تضعیف

مناطق مجاور به این ناحیه منتقل می‌شود.

میانگین جمله همگرایی شار آزمین گرد به همراه بردار شار این کمیت در فازهای مثبت و منفی NAO به ترتیب در شکل‌های ۳ج و ۳د نشان داده شده است. چنانچه در این دو شکل دیده می‌شود، الگوی همگرایی شار آزمین گرد در دو فاز NAO شباهت زیادی به هم ندارد. در فاز مثبت در شمال غرب اروپا بردار شار نشانگر شار آزمین گرد انرژی از جهت غرب به شرق است و سبب انتقال انرژی از شمال اقیانوس اطلس به شمال اروپا می‌شود در حالی که در فاز منفی NAO (شکل ۳د)، در این ناحیه بردار شار آزمین گرد نشانگر شار انرژی به سمت جنوب شرق و عرض‌های جنوبی تر است. به علاوه، در فاز منفی در جنوب اروپا منطقه همگرایی شار آزمین گرد وجود دارد که در فاز مثبت به مراتب ضعیف تر است. با دقت در بردارهای شار مشاهده می‌شود که در فاز منفی، انرژی از شمال اروپا به این ناحیه منتقل شده است، ولی در فاز مثبت بردارهای شار غربی اند و همگرایی کمتری دارند. در فاز منفی، از جنوب اروپا شار انرژی به سمت جنوب شرق ادامه یافته است تا اینکه مجدداً در منطقه‌ای در غرب ایران همگرایی شار آزمین گرد انرژی دیده می‌شود. این ناحیه همگرایی در فاز مثبت وجود ندارد.

در فاز مثبت مشابه با همگرایی شار کل در مرکز مدیترانه (شکل ۳الف) واگرایی آزمین گرد انرژی دیده می‌شود که حدود ۵ برابر نسبت به فاز منفی قوی تر است. جهت بردار شار انرژی نشان می‌دهد انرژی از این ناحیه به سمت جنوب غرب آسیا منتقل می‌شود. همچنین وجود واگرایی انرژی در این منطقه نشانگر وجود یک منبع قوی انرژی جنبشی پیچکی در این ناحیه است. انتقال انرژی از مرکز مدیترانه به سمت جنوب شرق سبب ایجاد یک ناحیه همگرایی در شمال افریقا و دریای سرخ شده که در اینجا نیز این منطقه همگرایی به مراتب در فاز مثبت

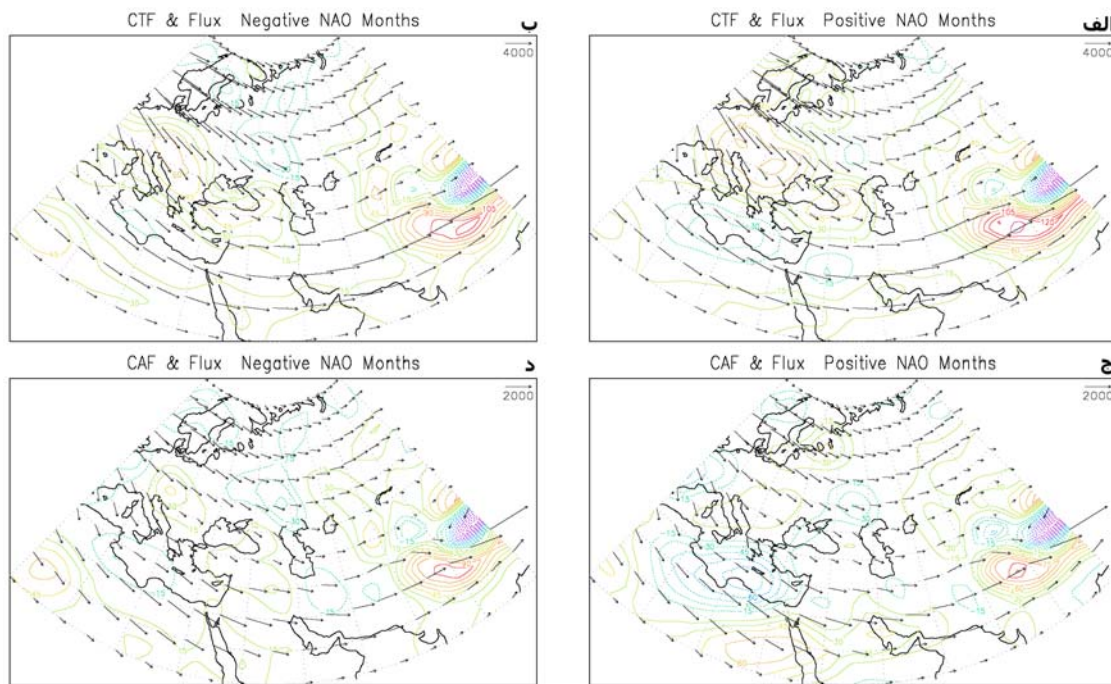
قوی تر از فاز منفی است. همان طور که در تفسیر جمله تبدیل فشاروردی اشاره شد (شکل ۲الف و ۲ب) در پایین دست این منطقه همگرایی، ناحیه‌ای وجود دارد که در آن انرژی جنبشی پیچکی جو به انرژی جنبشی میانگین (تبدیل فشاروردی) تبدیل می‌شود. بنابراین می‌توان این گونه تفسیر کرد که در فاز مثبت NAO، بیشتر انرژی جنبشی پیچکی از مرکز مدیترانه به سمت جنوب شرق و شمال افریقا انتقال یافته و در آنجا با تبدیل فشاروردی به انرژی جنبشی میانگین جو تبدیل می‌شود که تشدید جت جنب‌حاره در فاز مثبت NAO می‌تواند ناشی از این تبدیل انرژی باشد.

در شکل ۴، میانگین جمله تولید کژفشاری در ماه‌های مثبت (شکل الف) و منفی (شکل ب) نشان داده شده است. اولین نکته مهم که در این دو شکل می‌توان دید، آن است که میانگین جمله تولید کژفشاری در بیشتر نقاط شبکه دارای مقادیر مثبت است. این نکته نشان می‌دهد که تبدیل انرژی پتانسیل در دسترس میانگین به انرژی پتانسیل در دسترس پیچکی تبدیل غالب در عرض‌های میانی است و تبدیل معکوس آن فراوانی کمتری دارد. با مقایسه مقادیر این جمله در فازهای مثبت و منفی NAO مشاهده می‌شود که در فاز مثبت، مقادیر بیشینه این جمله در عرض‌های بالاتری قرار دارد به طوری که در جنوب اروپا مقادیر آن بسیار ناچیز است. در فاز منفی (شکل ۴ب)، مقادیر قابل ملاحظه جمله تولید کژفشاری در شمال غرب و غرب اروپا و همچنین در شمال دریای سیاه و دریای خزر دیده می‌شود.

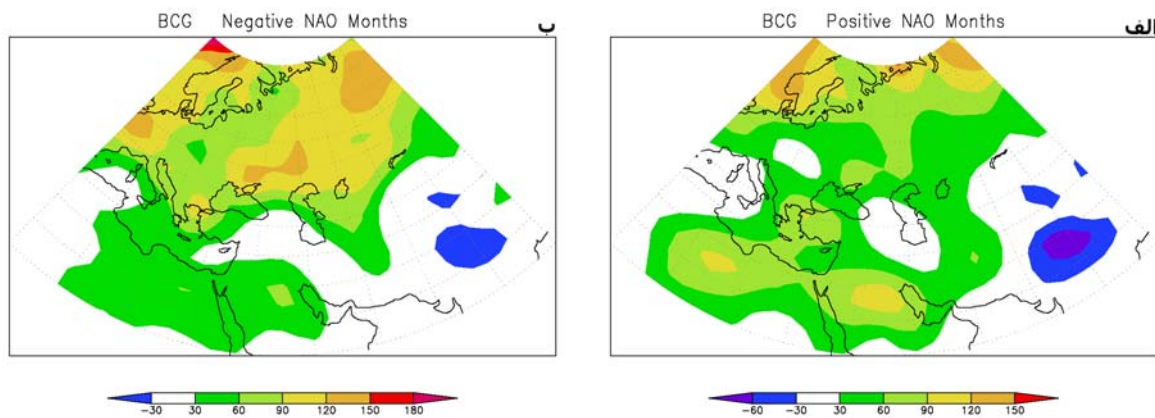
با توجه به شکل ۴، در ناحیه مدیترانه و جنوب غرب آسیا بیشینه نسبی جمله تولید کژفشاری دیده می‌شود. در فاز مثبت، سه ناحیه بیشینه نسبی روی دریای اژه، شمال شرق افریقا و غرب ایران (شکل ۴الف) قابل تشخیص است که با نواحی مستعد چرخندزایی مدیترانه همخوانی کامل دارد (احمدی گیوی و نصرافهانی، ۱۳۸۲). در

دریای اژه با ناحیه بیشینه‌ای که در جنوب اروپا قرار دارد، مرتبط است. با توجه به اینکه ناحیه بیشینه جنوب اروپا در انتهای مسیر توفان اطلس واقع است، این نکته می‌تواند ارتباط بیشتر ناحیه چرخندزای مدیترانه با اقیانوس اطلس در فاز منفی را نشان دهد.

فاز منفی، ناحیه بیشینه دریای اژه قوی‌تر است ولی دو ناحیه دیگر تضعیف شده‌اند (شکل ۴ب). مقایسه الگوی جمله تولید کزفشاری در مدیترانه در دو فاز NAO، نشان می‌دهد که این ناحیه در فاز مثبت ارتباط ضعیف‌تری با نواحی بیشینه دیگر از جمله اقیانوس اطلس دارد. درحالی‌که در فاز منفی، ناحیه بیشینه مدیترانه از سمت



شکل ۳. میانگین همگرایی شار انرژی کل (شکل‌های الف و ب) و شار زمین‌گردی ارتفاع ژئوپتانسیلی (شکل‌های ج و د) در ماه‌های بحرانی مثبت (شکل‌های الف و ج) و منفی (شکل‌های ب و د) NAO به همراه بردار شار انرژی. بازه پرنندی  $15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  است.



شکل ۴. میانگین جمله تولید کزفشاری در ماه‌های بحرانی مثبت (شکل الف) و منفی (شکل ب) NAO.

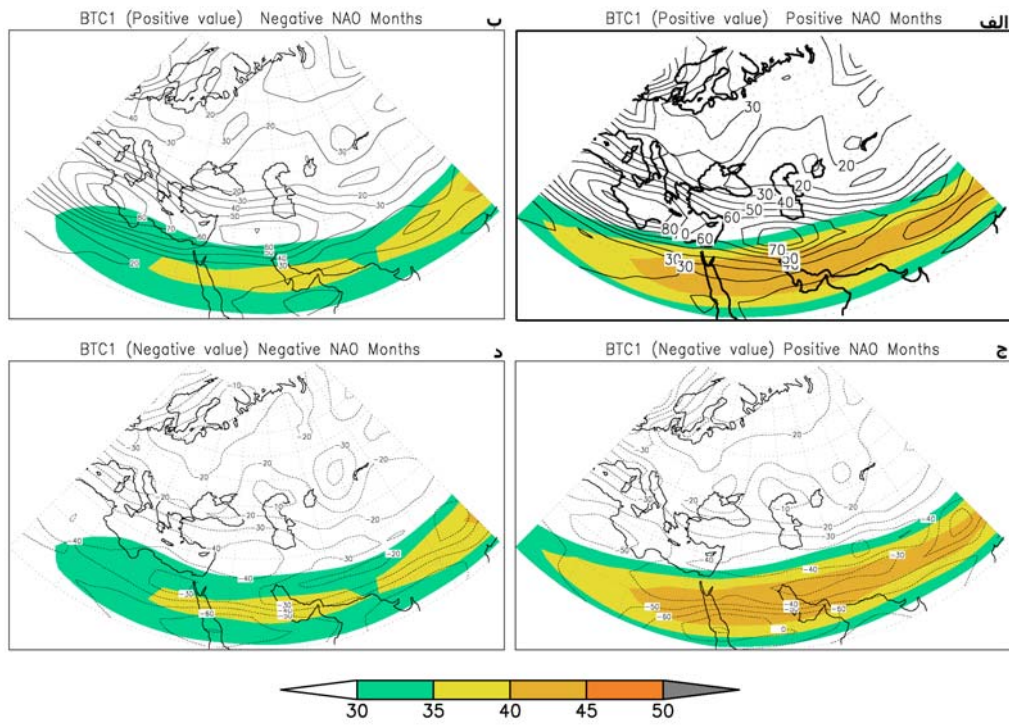
## ۵ میانگین جداگانه مقادیر مثبت و منفی جملات انرژی

در بخش قبل میانگین همادی انرژی جنبشی پیچکی و جملات مؤثر بر گرانش زمانی آن آورده شد. یکی از مشکلات این روش خنثی شدن مقادیر مثبت و منفی در عمل میانگین‌گیری است که اظهارنظر قطعی در مورد نتایج آن را با شک و تردید همراه می‌کند. برای رفع این مشکل میانگین‌گیری مقادیر مثبت و منفی به‌طور جداگانه صورت گرفته است. از مزیت‌های این روش میانگین‌گیری علاوه بر رفع مشکل بالا، شناسایی مناطقی است که بر مقدار انرژی جنبشی پیچکی و انرژی کل، هم اثر مثبت و هم اثر منفی دارند که با روش میانگین‌گیری قبلی این مناطق مشخص نمی‌شدند. در این بخش به نتایج حاصل از این روش میانگین‌گیری پرداخته می‌شود.

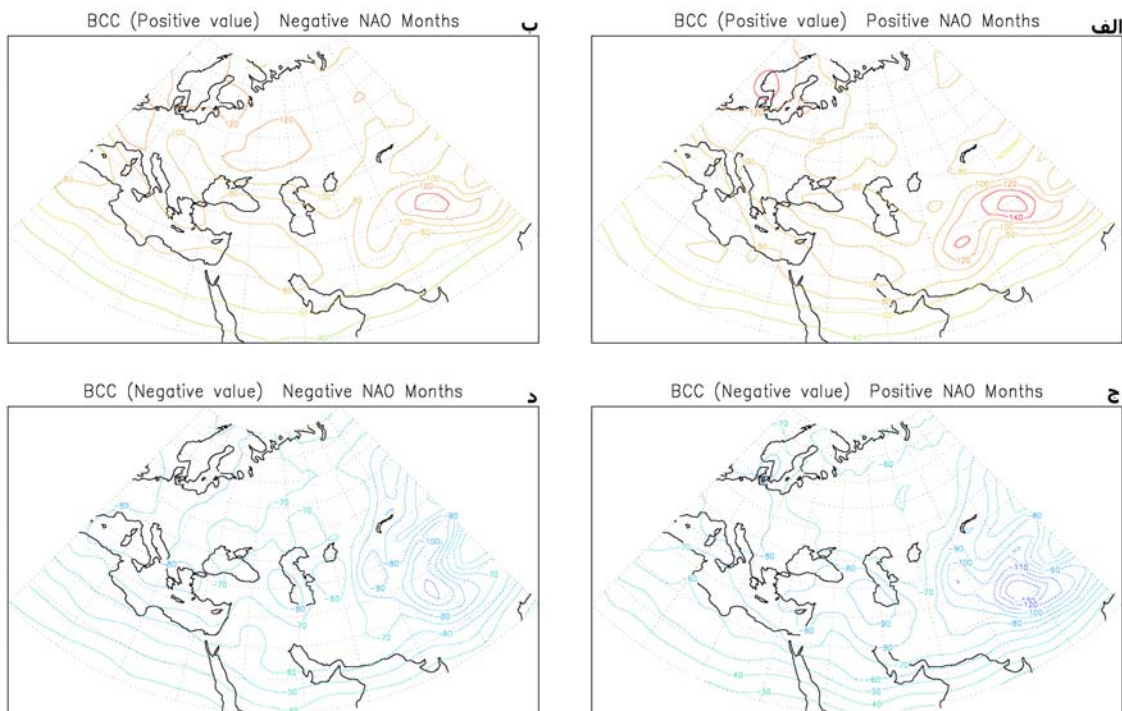
در شکل ۵ میانگین مقادیر مثبت و منفی جمله اول تبدیل فشاروردی (تبدیل انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی میانگین) در معادله (۱) برای فازهای NAO به همراه تندی باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال آورده شده است. در شکل‌های ۵الف و ۵ب که مربوط به میانگین مقادیر مثبت این جمله در فازهای مثبت و منفی NAO است، یک نوار بیشینه از شمال افریقا به سمت خاورمیانه و جنوب غرب آسیا تا نواحی شرقی‌تر دیده می‌شود. مقدار این جمله در امتداد این نوار که در شمال جت جنوب حاره‌ای قرار دارد، عامل مهمی برای تولید انرژی جنبشی پیچکی در این منطقه است. چنانچه در بخش قبل اشاره شد، بزرگ بودن این جمله در ناحیه جت جنوب حاره‌ای که چینش افقی باد میانگین زیاد است، کاملاً صحیح است. الگوی توزیع جمله تبدیل فشاروردی دو بیشینه را در شمال افریقا و غرب ایران نشان می‌دهد که بزرگی آن، به‌ویژه در جنوب غرب آسیا، در فاز مثبت NAO بیش از فاز منفی است (شکل‌های ۵الف و ۵ب). قوی‌تر بودن

جت جنوب حاره در فاز مثبت (نصراًصفهانی و همکاران، ۱۳۸۷)، سبب افزایش شیو باد میانگین مداری شده است و این نکته می‌تواند بزرگی جمله تبدیل فشاروردی در فاز مثبت را توجیه کند. مقایسه این دو شکل با شکل‌های ۲الف و ۲ب نشان می‌دهد که میانگین مقادیر مثبت در فاز مثبت دو برابر میانگین کلی است در حالی که در فاز منفی، میانگین مقادیر مثبت در حدود چهار برابر میانگین کلی است. مقایسه دو شکل ۵الف و ۵ب همچنین نشان می‌دهد که میانگین مقادیر مثبت در فازهای مثبت و منفی NAO تفاوت زیادی ندارند ولی اختلاف آنها در میانگین کلی زیاد است. از این نکته می‌توان استنباط کرد که اثر تضعیف‌کنندگی جمله تبدیل فشاروردی در فاز منفی در منطقه مدیترانه قوی‌تر است.

شکل‌های ۵ج و ۵د، توزیع میانگین مقادیر منفی جمله تبدیل فشاروردی در دو فاز مثبت و منفی NAO را به همراه تندی باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهند. با توجه به این شکل‌ها، الگوی توزیع این جمله در دو فاز NAO، به‌جز در منطقه جنوب غرب آسیا، تفاوت چندانی ندارد. کمینه این جمله به صورت دو نوار واقع در شمال و جنوب جت جنوب حاره و موازی با آن دیده می‌شود که مقدار آن در فاز مثبت NAO کمتر است (بزرگی آن بیشتر است). بر روی دریای سرخ (حدود عرض ۲۰ درجه شمالی) و در جنوب جت جنوب حاره، منطقه‌ای به چشم می‌خورد که جمله تبدیل فشاروردی در آن، مقادیر منفی قابل ملاحظه‌ای دارد. این مقادیر منفی در فاز مثبت NAO که جت جنوب حاره قوی‌تر است، نسبت به فاز منفی کمتر است (شکل ۵الف). با نگاه کلی به شکل ۵ مشاهده می‌شود که بیشترین مقادیر جمله تبدیل فشاروردی در شمال محور جت و کمترین مقادیر آن در جنوب محور جت واقع است که در ادامه به دلایل دینامیکی آن اشاره خواهد شد.



شکل ۵. میانگین مقادیر مثبت (شکل های الف و ب) و منفی (شکل های ج و د) جمله اول تبدیل فشاروردی در ماه های بحرانی مثبت (شکل های الف و ج) و ماه های بحرانی منفی (شکل های ب و د) از ۰ تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ تا ۷۰ درجه شمالی. بازه پرنبدی  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  است و مناطق هاشور زده بیانگر میانگین تندی باد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در ماه های بحرانی مثبت و منفی NAO هستند.

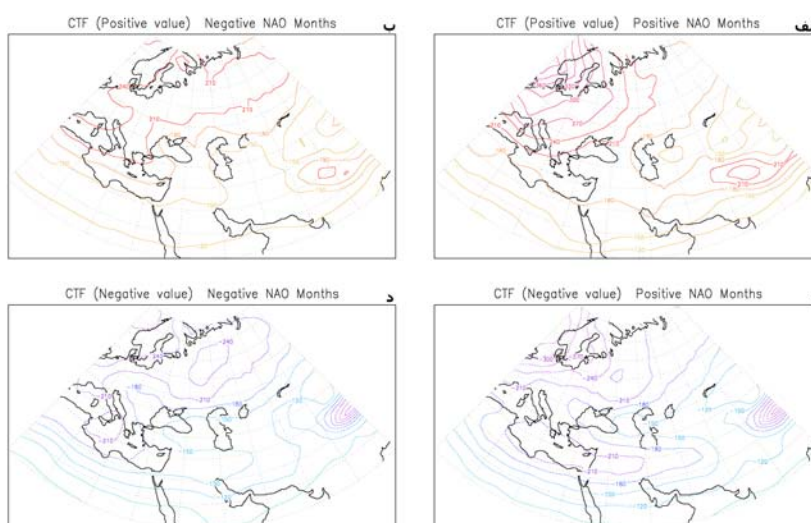


شکل ۶. مانند شکل ۵ ولی برای جمله تبدیل کثرفشاری. بازه پرنبدی برای مقادیر مثبت  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  و برای مقادیر منفی  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  است.

به صورت یک نوار باریک از جنوب اروپا به سمت جنوب شرق و تا جنوب غرب ایران کشیده شده است (شکل ۶الف). در فاز منفی، این نوار بیشینه اندکی به سمت غرب جابه‌جا شده است و از غرب اروپا تا شرق مدیترانه گسترش دارد (شکل ۶ب).

میانگین مقادیر منفی جمله تبدیل کثرفشاری در فازهای مثبت و منفی به ترتیب در شکل‌های ۶ج و ۶د آورده شده است. با مقایسه شکل‌های ۶الف تا ۶د نتیجه می‌شود که اثر تضعیف‌کنندگی جمله کثرفشاری در انرژی جنبشی پیچکی کمتر از اثر تقویت‌کنندگی آن است، با این حال مقادیر منفی این جمله در همه نقاط شبکه به چشم می‌خورد. وجود ناحیه‌ای با مقادیر منفی کثرفشاری در غرب دریای خزر قابل توجه است. این ناحیه در هر دو فاز مثبت و منفی وجود دارد و اندازه آن در فاز مثبت بزرگ‌تر است. به علاوه، مقادیر مثبت جمله کثرفشاری در این منطقه کمتر از مناطق اطراف خود است. این مسئله نشان می‌دهد که تبدیل کثرفشاری در غرب دریای خزر بر انرژی جنبشی پیچک‌های جوی اثر منفی دارد و می‌تواند سبب تضعیف سامانه‌های چرخندی شود که از این ناحیه عبور می‌کنند.

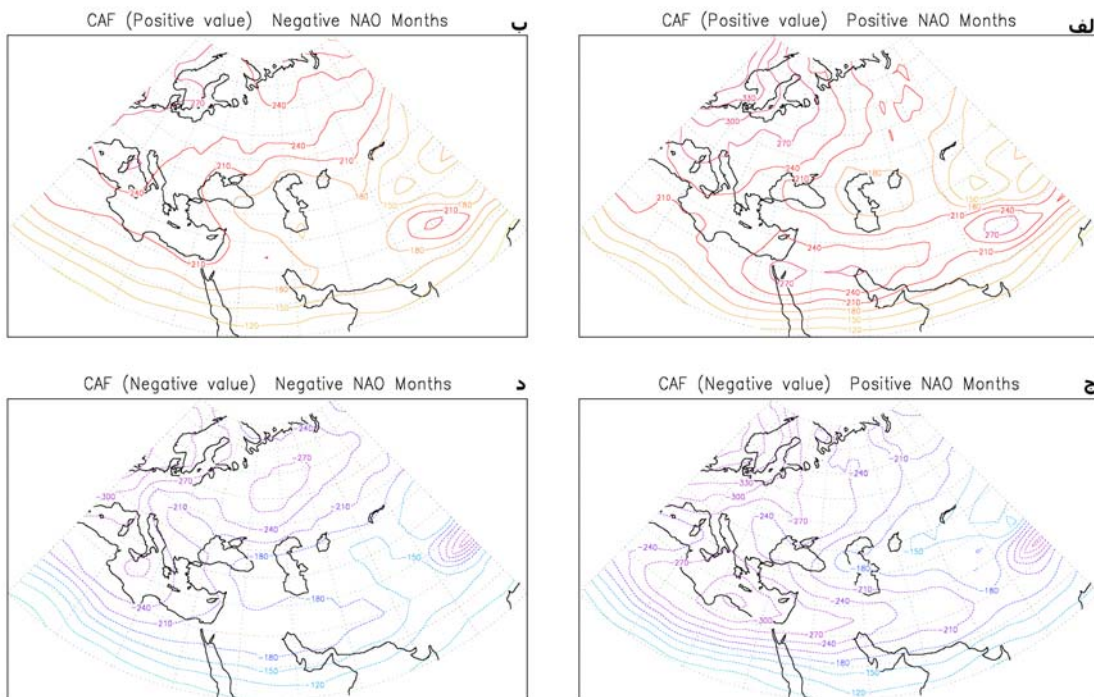
شکل‌های ۶الف و ۶ب به ترتیب توزیع میانگین مقادیر مثبت جمله تبدیل کثرفشاری در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی را نشان می‌دهند. بر اساس این شکل‌ها، الگوی توزیع جمله کثرفشاری در دو فاز مثبت و منفی یکسان و فقط در بزرگی این جمله در نقاط گوناگون تفاوت‌هایی دیده می‌شود. بیشترین مقادیر جمله تبدیل کثرفشاری در فاز مثبت و در شمال شرق اطلس وجود دارد، در حالی که مقدار این جمله در فاز منفی در این ناحیه کمتر است. قابل توجه آنکه در غرب اروپا و شرق اقیانوس اطلس برعکس این وضعیت دیده می‌شود و مقدار جمله کثرفشاری در فاز منفی بیشتر از فاز مثبت است. در مناطق مرکزی اروپا، مقدار این جمله در فاز منفی در حدود  $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$  بیش از فاز مثبت است و نشان می‌دهد که در فاز منفی در این مناطق، شرایط برای تبدیل انرژی پتانسیل در دسترس پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی مساعدتر است. وجود یک ناوه میانگین عمیق در مناطق پیش‌گفته در فاز منفی NAO نیز می‌تواند نشانگر کثرفشاری در این مناطق باشد (نصراصفهانی و همکاران، ۱۳۸۷). مقدار جمله تبدیل کثرفشاری در جنوب غرب آسیا، برخلاف مناطق مرکزی اروپا، در فاز مثبت بیش از فاز منفی است. بیشینه این جمله برابر با  $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$



شکل ۷. مانند شکل ۵ ولی برای همگرایی شار کل (بازه پربندی  $30 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$  است).

فاز منفی است که می‌تواند عاملی برای تضعیف انرژی جنبشی پیچکی در این نواحی باشد. شکل ۸ الگوی توزیع میانگین مقادیر مثبت و منفی جمله همگرایی شار زمین‌گردی ارتفاع ژئوپتانسیلی در معادله (۱) را برای ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO نشان می‌دهد. با توجه به شکل، الگوی توزیع همگرایی شار زمین‌گردی در منطقه مدیترانه در فازهای مثبت و منفی متفاوت است. توزیع میانگین مقادیر مثبت این جمله در فاز مثبت (شکل ۸الف)، دو ناحیه همگرا را نشان می‌دهد که یکی در شمال دریای سرخ و دیگری در جنوب غرب ایران قرار دارد و الگوی هر دو دارای راستای مداری و در امتداد یکدیگر است. در فاز منفی (شکل ۸ب)، علاوه بر آنکه بزرگی مقادیر این جمله نسبت به فاز مثبت کاهش یافته است، الگوی آن نیز از حالت مداری خارج شده و هیچ‌گونه بیشینه‌ای در شرق منطقه مدیترانه دیده نمی‌شود و فقط یک مرکز بیشینه روی کشور ایتالیا وجود دارد.

توزیع میانگین جمله همگرایی شار کل انرژی در معادله (۱) برای دو فاز NAO در شکل ۷ آورده شده است. شکل‌های ۷الف و ۷ب مربوط به میانگین مقادیر مثبت و شکل‌های ۷ج و ۷د مربوط به میانگین مقادیر منفی این جمله در فازهای مثبت و منفی NAO است. با مقایسه شکل‌های ۷الف و ۷ج می‌توان در الگوی توزیع مقادیر مثبت و منفی همگرایی کل انرژی در ماه‌های مثبت تفاوت‌هایی دید، به طوری که این تفاوت در شرق و مرکز مدیترانه قابل ملاحظه است. در فاز منفی الگوی توزیع میانگین مقادیر مثبت و منفی همگرایی شار کل انرژی تقریباً در همه جا مشابه است و می‌توان گفت در بیشتر نقاط شبکه یکدیگر را خنثی می‌کنند (شکل‌های ۷ب و ۷د). نکته دیگر آنکه در شرق و مرکز مدیترانه، بین میانگین مقادیر مثبت جمله همگرایی شار کل انرژی در دو فاز NAO تفاوت زیادی وجود ندارد (شکل‌های ۷الف و ۷ب) ولی بزرگی میانگین مقادیر منفی این جمله در فاز مثبت به طور قابل ملاحظه‌ای بیشتر از بزرگی مقادیر آن در



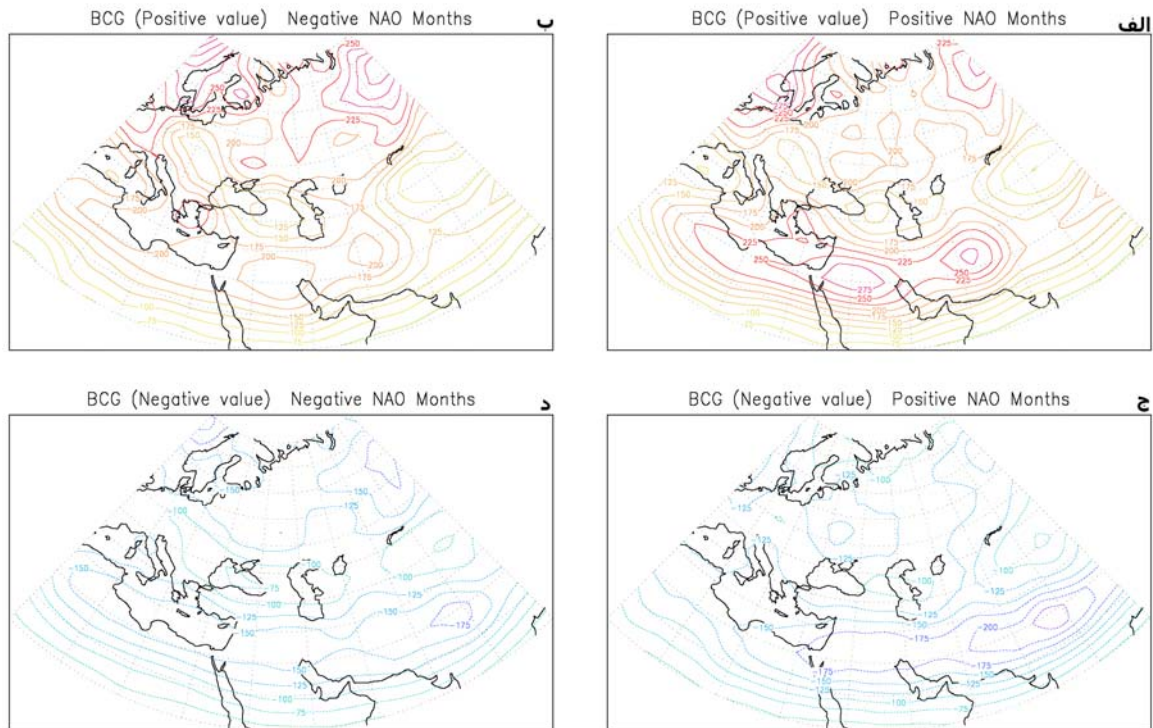
شکل ۸. مانند شکل ۵ ولی برای همگرایی شار زمین‌گردی (بازه پربندی  $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$  است).

میانگین مقادیر منفی جمله همگرایی شار آزمین گرد در ماه‌های بحرانی مثبت NAO دارای یک کمینه (واگرایی) در مرکز مدیترانه است (شکل ۸ج). همانند شکل ۸الف، گسترش این ناحیه کمینه، مداری است و از مرکز مدیترانه به سمت شرق تا خاورمیانه امتداد دارد. اختلاف موقعیت مکانی مراکز واگرایی و همگرایی در شرق مدیترانه، بیانگر واگرایی انرژی در مرکز مدیترانه و انتقال آن به شرق مدیترانه است که تنها در فاز مثبت دیده می‌شود. در فاز منفی، کمینه این جمله با بزرگی کمتر در جنوب کشور ایتالیا قرار دارد (شکل ۸د) و دارای الگوی متفاوت با فاز مثبت است. با توجه به شکل ۸ می‌توان گفت که بیشترین اثر جمله همگرایی شار آزمین گرد در انرژی جنبشی پیچکی در فاز منفی NAO، در نواحی مرکزی و غربی مدیترانه است؛ اگرچه بزرگی آن در مقایسه با فاز مثبت کمتر است. این جمله به شکل مراکز فرین در فاز مثبت NAO در شرق مدیترانه و خاورمیانه آشکار می‌شود و می‌تواند مقدار انرژی جنبشی پیچکی را تحت تأثیر قرار دهد. نکته قابل توجه در شکل ۸، واگرایی موجود در فاز مثبت NAO در مرکز مدیترانه است. بزرگی این مرکز واگرایی در مقایسه با میانگین مقادیر مثبت جمله تبدیل فشاروردی (شکل ۵الف) و تبدیل کثرفشاری (شکل ۶الف) که مهم‌ترین منبع تولید انرژی جنبشی پیچکی در این ناحیه‌اند، بسیار بزرگ‌تر است و می‌تواند سبب اتلاف انرژی جنبشی پیچکی در این ناحیه شود. هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲) با بررسی چگالی چرخندزایی و چرخندزدایی در نیمکره شمالی، یک ناحیه چرخندزا در مرکز مدیترانه و یک ناحیه چرخندزا در شرق آن شناسایی کرده‌اند. با توجه به الگوهای جملات معادله انرژی می‌توان نتیجه گرفت که بیشتر چرخندزدایی در شرق مدیترانه در اثر دو جمله همگرایی شار کل و شار آزمین گرد انرژی در این ناحیه، به‌ویژه در فاز مثبت است که در بخش قبلی نیز بدان اشاره شد.

همان‌طور که در بخش ۲ اشاره شد، اولین مرحله در چرخه انرژی عرض‌های میانی، تبدیل انرژی پتانسیل در دسترس مداری به انرژی پتانسیل در دسترس پیچکی است که در رابطه (۲) به نام جمله تولید کثرفشاری معرفی شد. شکل‌های ۹الف و ۹ب میانگین مقادیر مثبت این جمله را به ترتیب در فازهای مثبت و منفی NAO نشان می‌دهد. با توجه به این شکل‌ها، در جنوب غرب آسیا دو منطقه با بیشینه نسبی جمله تولید کثرفشاری دیده می‌شود که یکی در غرب و دیگری در شرق ایران قرار دارد و مراکز آنها علاوه بر اینکه در فاز مثبت قوی‌تر هستند، ناحیه وسیع‌تری را نیز پوشانده‌اند (شکل ۹الف). در غرب دریای خزر، ناحیه‌ای با کمینه نسبی این جمله وجود دارد که به سمت غرب کشیده شده و تا جنوب اروپا گسترش یافته است. این کمینه نسبی در فاز مثبت ناحیه کثرفشار اقیانوس اطلس را از ناحیه مسیر توفان مدیترانه جدا می‌کند (شکل ۹الف) و یا به بیان دیگر، این الگو نشانگر جدا بودن ناحیه مسیر توفان مدیترانه از مسیر توفان اطلس است. در فاز منفی NAO که مسیر توفان اطلس به عرض‌های جنوبی‌تر انتقال یافته، نواحی گوناگون مدیترانه که دارای مقادیر مثبت این جمله هستند، به ناحیه مسیر توفان مدیترانه متصل می‌شوند؛ با این حال، بزرگی این مقادیر در فاز منفی کمتر از فاز مثبت است. روی دریای اژه نیز ناحیه‌ای با بیشینه نسبی جمله تولید کثرفشاری به چشم می‌خورد که به نظر می‌رسد در فاز منفی در ادامه ناحیه مسیر توفان اطلس قرار دارد. در این ناحیه مقادیر جمله تولید کثرفشاری در فاز منفی از فاز مثبت کمی بیشتر است.

میانگین مقادیر منفی جمله تولید کثرفشاری در فازهای متفاوت NAO در شکل‌های ۹ج و ۹د آورده شده است. چنانچه در این شکل‌ها مشاهده می‌شود، ناحیه‌هایی که دارای کمینه این جمله هستند، روی یک نوار مداری قرار دارند که از شرق تا غرب شبکه مورد بررسی کشیده شده و از مرکز آسیا عبور می‌کند. مرکز این نوار در فاز منفی تا





شکل ۹. مانند شکل ۵ ولی برای جمله تولید کوفشاری (بازه پربندی  $1 \text{ day}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  است).

کوفشاری، تبدیل فشارورودی، همگرایی شار کل انرژی و شار آزمین گرد هستند. ابتدا میانگین قائم هریک از جملات واداشت در حوزه‌ای از ۰ تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ تا ۷۰ درجه شمالی محاسبه شده و سپس میانگین همادی آنها برای ماه‌های بحرانی به دست آمده است. علاوه‌براین کمیت‌ها میزان تولید انرژی پتانسیل در دسترس پیچکی نیز محاسبه و تحلیل شده است. با توجه به خنثی شدن بخش‌هایی از مقادیر مثبت و منفی این کمیت‌ها در عمل میانگین‌گیری، میانگین جداگانه مقادیر مثبت و منفی این جملات نیز محاسبه و تحلیل شده است.

نتایج نشان می‌دهد که میانگین انرژی جنبشی پیچکی در ناحیه مدیترانه تفاوت چندانی در دو فاز متفاوت NAO ندارد؛ ولی با حرکت به سمت شرق، مقدار آن در فاز مثبت زیادتر می‌شود. این افزایش در فاز مثبت، در جنوب غرب ایران کاملاً مشهود است. به‌علاوه، بزرگی همه جملات محاسبه شده در این ناحیه در فاز مثبت، بیشتر از

غرب مدیترانه امتداد دارد و در فاز مثبت محدود به شرق مدیترانه است که نشانگر جدایی ناحیه مسیر توفان مدیترانه از مسیر توفان اقیانوس اطلس در فاز مثبت است. از نظر الگوی توزیع جمله تولید کوفشاری، تفاوت زیادی در فازهای مثبت و منفی NAO دیده نمی‌شود، ولی مقادیر این جمله در فاز مثبت کمتر از فاز منفی است.

## ۶ خلاصه و نتیجه‌گیری

در این تحقیق با استفاده از داده‌های باز تحلیل NCEP/NCAR، اثر جملات واداشت مؤثر بر تحول زمانی انرژی جنبشی پیچکی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO در ناحیه مدیترانه و خاورمیانه بررسی شده است. ماه‌های بحرانی NAO براساس شاخص این نوسان تعریف شده و شامل ۲۹ ماه بحرانی مثبت و ۳۳ ماه بحرانی منفی است که تنها مربوط به ماه‌های سرد سال (دسامبر، ژانویه و فوریه) هستند. جملات واداشت شامل تبدیل

فاز منفی است. جمله تولید کژفشاری در عرض‌های بالاتر دارای مقادیر بیشتری است و موقعیت مراکز آن در دو فاز NAO تفاوت دارد. در ناحیه مدیترانه، میانگین مقادیر مثبت جمله تولید کژفشاری در فاز مثبت بیش از فاز منفی است و میانگین مقادیر منفی این جمله در مقایسه با مقادیر مثبت ناچیز است. اگرچه جمله تولید کژفشاری در تولید انرژی جنبشی پیچکی نقش دارد، ولی به نظر می‌رسد که نقش عوامل دیگر در تضعیف آن بیشتر است.

در منطقه مدیترانه و خاورمیانه، جمله تبدیل فشارورودی در ایجاد انرژی جنبشی پیچکی چیره است. مقایسه الگوی توزیع این جمله با جریان جتی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که بیشینه مقادیر این جمله در شمال محور جت جنب حاره به صورت دو سلول مجزا در غرب ایران و مرکز مدیترانه قرار دارد. مقدار کمینه این جمله نیز در جنوب محور جت و روی دریای سرخ است که بزرگی همه این مراکز در فاز مثبت بیش از فاز منفی است. از آنجا که علامت این جمله با چینش افقی باد رابطه دارد، بزرگ بودن این جمله در فاز مثبت NAO، به طور مستقیم به شدت جت جنب حاره مربوط است.

الگوی میانگین مقادیر منفی و مثبت شار انرژی در فاز منفی، برخلاف فاز مثبت، تفاوت چندانی ندارد. در مرکز مدیترانه، یک ناحیه واگرای انرژی در هر دو فاز NAO دیده می‌شود که مقدار آن در فاز مثبت بسیار بیشتر از فاز منفی است. بردارهای شار انرژی نشانگر آن است که انرژی از این ناحیه به سمت جنوب شرق انتقال می‌یابد، به طوری که روی دریای سرخ و شمال شرق آفریقا یک ناحیه همگرای انرژی دیده می‌شود. بزرگی این ناحیه همگرا در فاز مثبت بیشتر از فاز منفی است. انتقال انرژی به این ناحیه و تبدیل آن به انرژی جنبشی مداری در اثر تبدیل فشارورودی، سبب تشدید جت جنب حاره می‌شود. از سوی دیگر، وجود چنین ناحیه واگرای شدید در مرکز مدیترانه می‌تواند نشان‌دهنده یک منبع بزرگ انرژی برای

آشفته‌گی‌های جوی در این ناحیه در فاز مثبت باشد. الگوی جمله تولید کژفشاری بیانگر مقادیر قابل ملاحظه تبدیل انرژی پتانسیل در دسترس مداری به انرژی پتانسیل در دسترس پیچکی در مراکز متفاوت چرخندزایی در مدیترانه و همچنین در غرب و شرق ایران است. از مقایسه الگوی این جمله در منطقه مدیترانه در دو فاز NAO چنین به نظر می‌آید که در فاز مثبت NAO، ناحیه چرخندزای مدیترانه ارتباط ضعیف‌تری با مسیر توفان اطلس دارد. در حالی که به نظر می‌رسد در فاز منفی، ناحیه مدیترانه از سمت دریای اژه با ناحیه بیشینه‌ای که در جنوب اروپا قرار دارد، مرتبط است. با توجه به اینکه ناحیه بیشینه جنوب اروپا در انتهای مسیر توفان اطلس قرار دارد، این نکته می‌تواند ارتباط بیشتر ناحیه چرخندزای مدیترانه با اقیانوس اطلس در فاز منفی را توضیح دهد.

#### منابع

احمدی گیوی، ف.، نصراصفهان، م. ع.، ۱۳۸۲، مطالعه چرخندهای مدیترانه در دوره یکساله و تأثیر آن بر آب و هوای خاورمیانه. مجله فیزیک زمین و فضا، ۲۹، ۶۶-۷۸.

احمدی گیوی، ف.، محب الحجه، ع. ر. و یآوری، م.، ۱۳۸۴، مطالعه بسته‌موج‌های کژفشار در فوریه ۲۰۰۳، II: بررسی دینامیکی بسته‌موج‌ها از دیدگاه انرژی. مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۱، ۷۸-۵۹.

نصراصفهان، م. ع.، محب الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۸۷، اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت‌های هواشناختی و ردسپهر درخاورمیانه و جنوب غرب آسیا. مجله ژئوفیزیک ایران، ۲، ۵۱-۶۴.

Chang, E. K. M., 1993, Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2038-2053.

Chang, E. K. M. and Yu, D. B., 1999, Characteristics of wave packets in the upper

- troposphere. Part I: Northern Hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1708–1728.
- Chang, E. K. M., 2001, The structure of Baroclinic wave packets. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1694-1713.
- Chang, E. K. M., Lee, S. and Swanson, K. L., 2002, Storm track dynamics. *J. climate*, **15**, 2163-2183.
- Hakim, G. J., 2003, Developing wave packets in the North Pacific storm track. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2824–2837.
- Hoskins, B. J. and Hodges, K. I., 2002, New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1041–1061.
- Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- James, I. N., 1995, *Introduction to Circulating Atmospheres*. Cambridge University Press, New York. 448pp.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Orlanski, I. and Katzfey, J., 1991, The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy energy budget. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1972-1998.
- Orlanski, I. and Chang, E. K. M., 1993, Ageostrophic geopotential fluxes in downstream and upstream development of baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 212-225.
- Palmen, E. and Newton, C. W., 1969, *Atmospheric Circulation Systems, Their structure and Physical Interpretation*. Academic Press, New York. 603pp.
- Trigo, I. F., Davies, T. D. and Bigg, G. R., 1999, Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, *J. of Climate*, **127**, 1685-1696.
- Wallace, J. M., 1996, Observed climatic variability: spatial structure. In *Decadal Climate Variability*, Anderson, D. L. T., and Willebrand, J., (eds). Springer, Berlin, 31–81.